

MARCO TECTÓNICO DE LA UNIDAD HIDROGEOLÓGICA DEL CAMPO DE MONTIEL (PROVINCIAS DE CIUDAD REAL Y ALBACETE, ESPAÑA CENTRAL)

P.J. Rincón, E. Montero y R. Vegas

Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid, (ruidera@eucmax.sim.ucm.es).

Resumen: Se ha analizado el funcionamiento hidrogeológico del acuífero del Campo de Montiel dentro del entorno geodinámico neotectónico (válido para el periodo Mioceno superior-Actualidad; < 9Ma) del *Antepaís Bético* (área de plataforma en la Península Ibérica del orógeno bético-rifense): *entorno flexural*. La disposición espacial de flexuras corticales de longitud de onda variable (con una expresión geológica frágil en superficie), pliegues, diaclasas y fracturas normales, inversas y direccionales (consecuentes con la atenuación intraplaca de un campo de esfuerzos regional y neotectónico: el *campo bético*), condiciona el sentido de flujo superficial y subterráneo del agua en el Campo de Montiel. Este marco geodinámico también permite explicar la existencia de subdivisiones internas dentro del sistema acuífero, la disposición espacial de los puntos de descarga del sistema hacia tres cuencas hidrográficas diferentes: Guadiana, Guadalquivir y Júcar, o la génesis del entorno hidrogeológico singular de las Lagunas de Ruidera.

Palabras clave: Antepaís Bético, Campo de Montiel, deformación intraplaca, acuífero, parámetros hidrogeológicos.

Abstract: The direction of runoff and underground flow in the Campo de Montiel aquifer (Central Spain), its internal thresholds, the location of springs, the flowing of rivers into three different catchment basins (Guadiana, Guadalquivir and Júcar) as well as the origin of the Lagunas de Ruidera Parkland are the result of a ductile and brittle deformation. The spatial distribution of crustal flexures, folds, joints and ENE-WSW, NW-SE and NNE-SSW faults and fracture zones are due to a weak intraplate compressive stress field transmitted from the Betic border (< 9 Ma).

Key words: Betic Foreland, Campo de Montiel, intraplate deformation, aquifer, hydrogeological features.

Rincón P.J., Montero E., Vegas R. (2001): Marco tectónico de la unidad hidrogeológica del Campo de Montiel (provincias de Ciudad Real y Albacete, España central). *Rev. Soc. Geol. España*, 14 (3-4): 213-225.

El Campo de Montiel constituye la unidad hidrogeológica 04-06 de las definidas por el Servicio Geológico de Obras Públicas y el I.T.G.E. en 1990, siendo denominada también "acuífero 24" según la terminología del Mapa Hidrogeológico de España (IGME, 1971). Se localiza en el sector más suroriental del Antepaís Bético Castellano (Rincón y Vegas, 1996), en la zona más próxima al frente prebético del Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín (provincias de Ciudad Real y Albacete, Fig. 1). Se trata de una unidad fisiográfica propia cuyos límites coinciden con accidentes tectónicos principales, variablemente condicionados por razones estratigráficas mesozoicas. Está formada por una cobertera de materiales mesozoicos y cenozoicos situada preferentemente por encima de los 900 metros de altura (superándose localmente la cota de 1.100 metros). Tradicionalmente, esta cobertera ha sido considerada como una plataforma horizontal, de espesor uniforme y suavemente inclinada hacia el norte. En la actualidad se sabe, sin embargo, que su espesor es muy variable y que está afectada por fracturas, pliegues y procesos diapíricos (ligados a la actividad de fracturas), los cuales compartimentan el acuí-

fero y condicionan su funcionamiento hidrológico (Montero, 1994; Rincón *et al*, 1996a).

En este trabajo pretendemos analizar los condicionantes estructurales de la unidad hidrogeológica del Campo de Montiel en el contexto de la deformación de esta área de plataforma (Vegas y Rincón, 1996; Rincón, 1999). Creemos que el Campo de Montiel es una de las "probetas de ensayo" más adecuadas para comprender cómo ha sucedido la atenuación de la convergencia litosférica Eurasia-África, durante los últimos nueve millones de años, en el interior de la Península Ibérica.

Geológicamente, el Campo de Montiel representa la cobertera mesozoica del antepaís más próxima al orógeno bético (localizado al sur de la comarca, Fig. 1). Se ubica al este de los últimos afloramientos hercínicos de la Sierra Morena y de la comarca del Campo de Calatrava. Los afloramientos esporádicos de tal basamento en el Campo de Montiel evidencian (por su litología y estructura) la prolongación natural de ambas unidades hacia el este. Al norte, el altiplano está limitado por parte de la comarca de la Llanura Manchega que, tal y como se mostrará posterior-

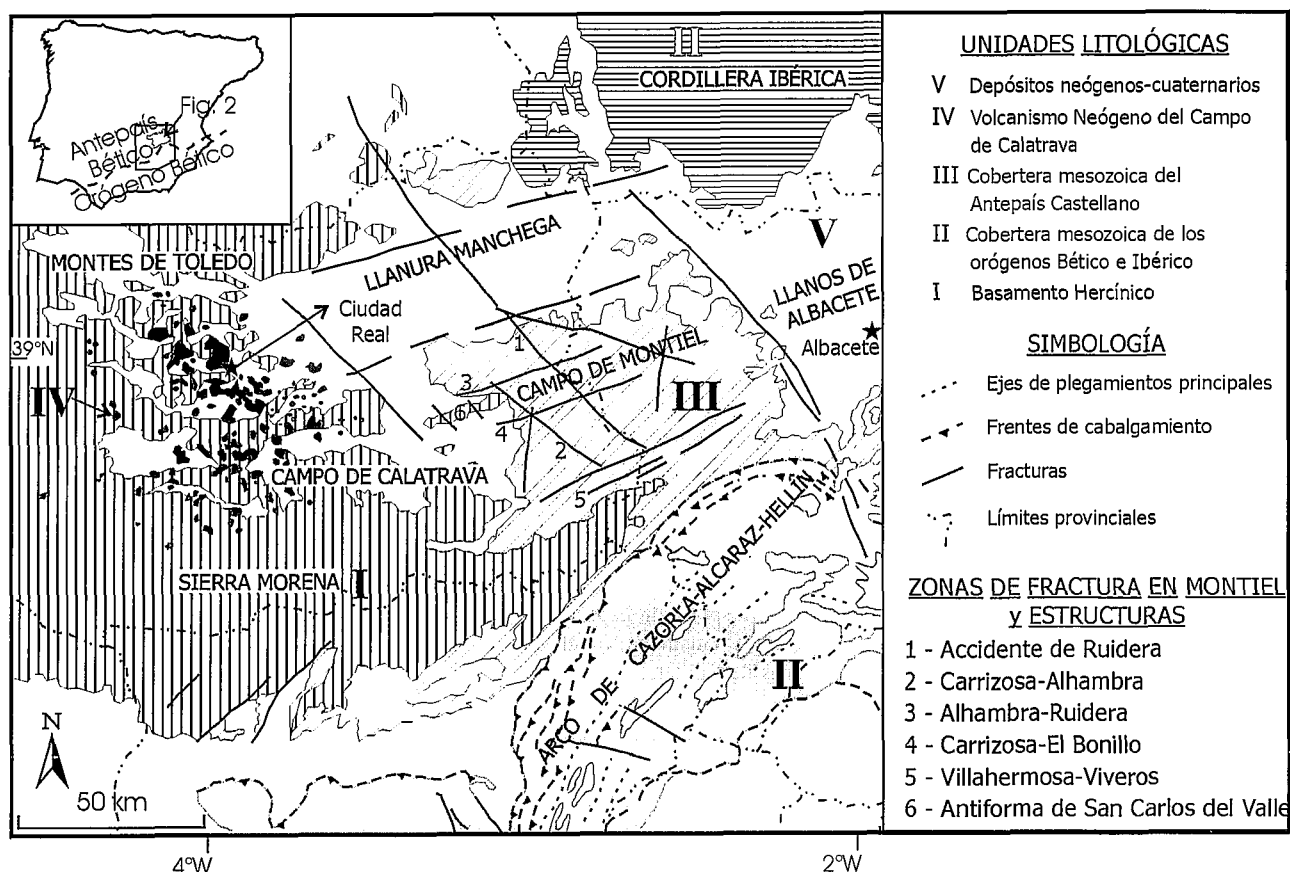


Figura 1.- Marco geológico regional de la zona de estudio.

mente, constituye su unidad fisiográfica especular (Rincón, 1999). Finalmente, hacia el este se sitúa la unidad fisiográfica de los Llanos de Albacete, de gran complejidad estructural y constituida, también, por materiales mesozoicos y cenozoicos.

En discordancia angular sobre las cuarcitas y pizarras paleozoicas que forman el basamento del Campo de Montiel se superpone el Triásico, el cual aflora en grandes extensiones al sur y oeste de la unidad. Se trata de facies germánicas de borde de cuenca cuyo tramo superior, que consta de margas y arcillas yesíferas rojas y verdes en facies Keuper, constituye el substrato impermeable sobre el que se disponen los materiales carbonatados del Jurásico que forman el acuífero del Campo de Montiel. Los afloramientos triásicos en el interior del acuífero tienen gran importancia desde el punto de vista hidrogeológico, ya que funcionan como divisorias y ponen de manifiesto manantiales asociados al contraste de permeabilidades entre estos materiales y los calcáreos suprayacentes. Su afloramiento se ha relacionado con causas estratigráficas, con fenómenos diapíricos debidos a la plasticidad de estos materiales y, en trabajos recientes, con ascensos favorecidos por la intensa fracturación que afecta a la cobertera.

Sobre el fondo impermeable yace una serie calcodolomítica y margosa que presenta una estructura tabular subhorizontal y que conforma el páramo del Campo de Montiel. Su edad se ha atribuido al Jurásico Inferior (Lías) por posición, facies y correlación con áreas vecinas, ya que no se han encontrado criterios paleontológicos. Presenta dificultades para su estudio por la existencia de pro-

cesos de dolomitización y brechificación, además, las series no están completas por falta de sedimentación y/o por erosión. Se han descrito (IGME, 1986) tres formaciones litoestratigráficas: a) *Lías inferior*: formación calcodolomítica que constituye el principal acuífero de la zona; se apoya directamente sobre el Keuper y posee un espesor que oscila entre los 60 y los 100 metros, b) *Lías medio*: conjunto margo-arcilloso cuya potencia es variable y difícil de determinar, estimándose como media unos 50 metros. A techo existe un nivel lumaquéllico constante muy dolomitizado, y c) *Lías superior*: conjunto calcáreo (de unos 20-40 metros de espesor) con algunas secuencias intercaladas de calizas margosas, cuya principal característica es la presencia de abundantes niveles oolíticos. Al igual que el Lías medio aflora al este de la zona.

En las cartografías publicadas hasta ahora se ha considerado la inexistencia de materiales cretácicos en el Campo de Montiel, bien por no haber llegado a depositarse o bien por haber sido erosionados. Tan sólo se citan algunos afloramientos en las cercanías del Embalse de Peñarroya y al noreste de la localidad de Manzanares (IGME, 1986), así como en diversos sondeos en el límite con la Llanura Manchega en los cuales se han descrito materiales albienses (Utrillas), cenomanienses (calizas oquerosas con margas) y senonienses (margas calcáreas con nódulos de sílex). Sin embargo, el trabajo del ITGE (1990) atribuye por primera vez al Cretácico los niveles margosos (asociados tradicionalmente con depósitos del tramo intermedio del Lías) dispuestos en el interior del Campo de Montiel.

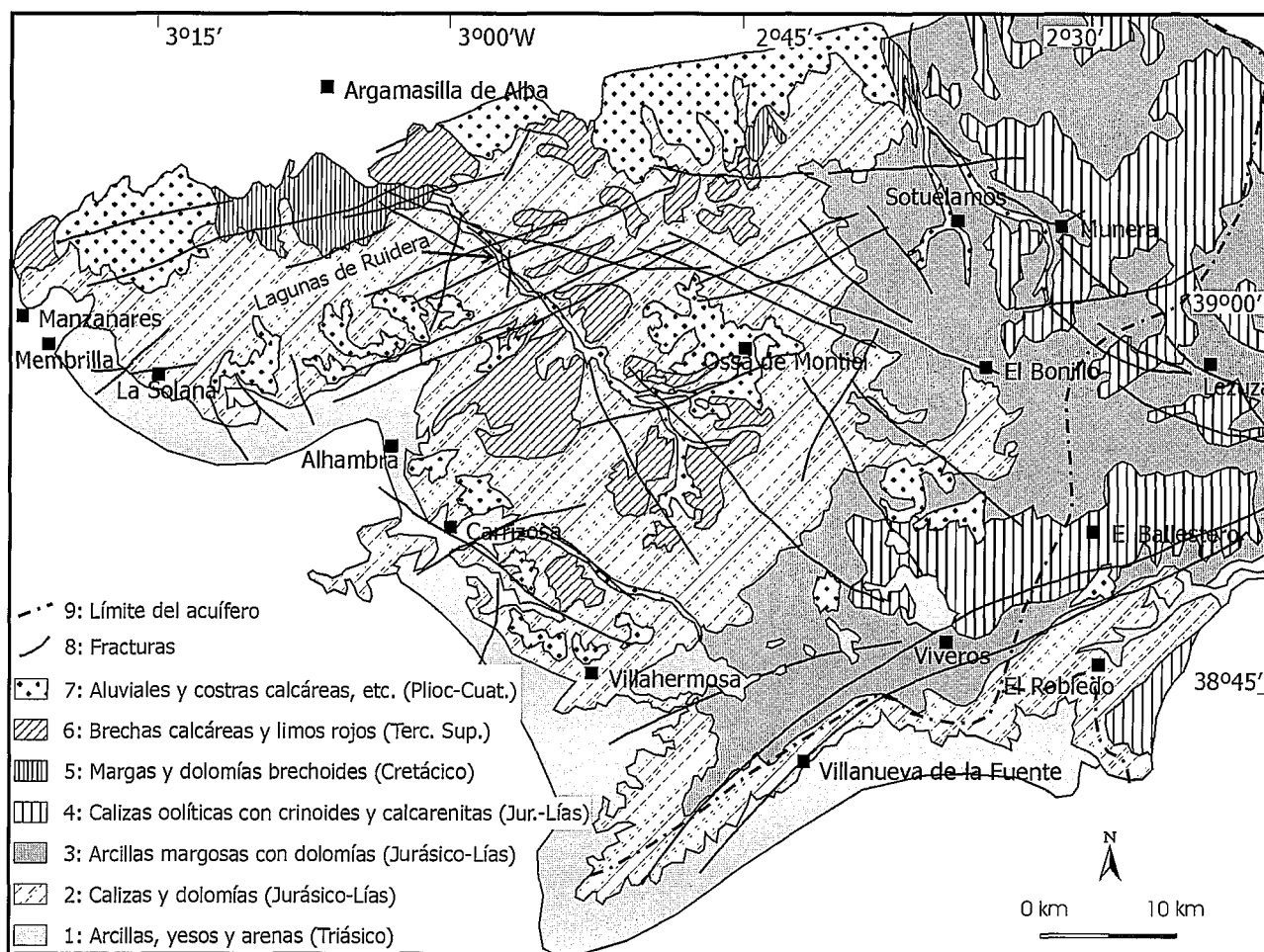


Figura 2.- Mapa geológico del Campo de Montiel (mod. ITGE, 1990) y límites del acuífero.

Las facies terciarias más características en la zona se corresponden con brechas y limos rojos, conglomerados y carbonatos, muy similares en su aspecto con el tramo liásico inferior. De edad pliocuaternaria son unos conglomerados cuarcíticos (cantos redondeados) con matriz arcillo-arenosa de color rojo intenso, los cuales pueden contener cantos de diabasas, granitos y pizarras. Finalmente, el Cuaternario queda representado por depósitos diversos de travertinos y aluviales conglomeráticos y arcillosos.

Características de la Unidad Hidrogeológica

El acuífero principal de la unidad hidrogeológica es el formado por las calizas y dolomías del Lías inferior, con una elevada permeabilidad por fisuración y disolución, y que presenta las transmisividades máximas en la zona central: cabecera de las Lagunas de Ruidera (Fig. 2). Algo menos permeables son las calizas oolíticas del Lías superior que se extienden en la zona más oriental del Campo de Montiel y que muestran una elevada transmisividad al sureste del acuífero. Las calizas y brechas calcáreas del Terciario superior, aflorantes en la parte centro-occidental, también forman pequeños acuíferos colgados.

El acuífero define una plataforma subhorizontal con topografía ondulada y potencias muy variables que pueden alcanzar los 300 metros en la zona oriental o al norte

de la localidad de Ossa de Montiel, si bien el espesor medio en el centro del sistema es de 75 a 100 metros. La base de la unidad hidrogeológica la constituyen los materiales impermeables del Triásico Superior (arcillas y evaporitas en facies Keuper), que afloran al oeste, sur y sureste de la misma. Son también numerosos los afloramientos triásicos dentro del acuífero, principalmente a lo largo de las Lagunas de Ruidera y en la zona de fractura de Villahermosa-Viveros (Fig. 1), al sur del acuífero; estos afloramientos interiores tienen gran importancia hidrogeológica ya que actúan como umbrales que condicionan las direcciones de flujo de las aguas subterráneas (Montero, 1994 y 2000).

El del Campo de Montiel es un acuífero libre, con una extensión de 2.575 km², cuyos límites están claramente definidos por el oeste y por el sur, no así por el este y por el norte, si bien, en los cuatro casos, sus orientaciones están relacionadas con directrices tectónicas. Los límites meridional y septentrional presentan una dirección OSO-ENE. Al sur, el acuífero está delimitado por los materiales impermeables de las facies Keuper, predominando los contactos de tipo mecánico principalmente hacia el sureste, hasta donde llegan las estribaciones del frente prebético de Alcaraz. El límite septentrional no es neto, ya que las calizas y dolomías jurásicas se hunden mediante una serie de fracturas hacia el norte, donde quedan cubiertas

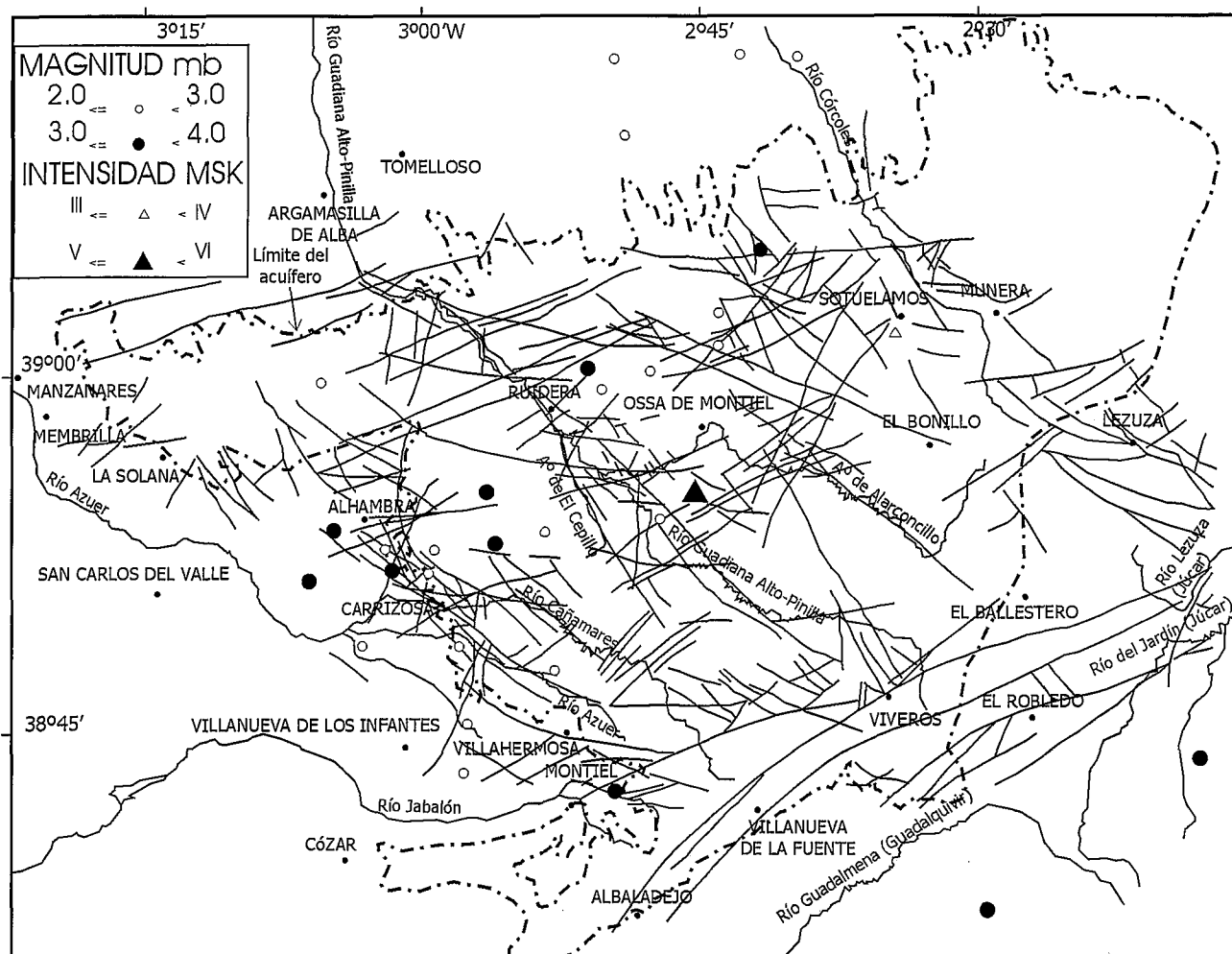


Figura 4.- Localización de epicentros (período 1930-1999) y relación espacial de estos con la red de fracturación.

se han representado los manantiales junto a algunas fracturas deducidas a partir de un modelo digital del terreno inédito, con una precisión (paso de malla) de 100 metros. Se aprecia cómo la mayor parte de los manantiales se agrupan en torno a cuatro zonas: las Lagunas de Ruidera, los límites sur y oeste del acuífero, y la franja Villahermosa-Viveros (Fig. 1). Excepto los situados al sur, generados en el contacto entre los materiales permeables y los impermeables, todos los manantiales muestran una estrecha relación con la fracturación. Debemos resaltar cómo los manantiales más caudalosos (Hazadillas, Ossero, Ponzoñón) están asociados a intersecciones de fracturas.

La mayor parte de los manantiales importantes dan lugar a ríos y arroyos (Pinilla-Guadiana Alto, Cañamares, Azuer, Segurilla, Jabalón, Córcoles, Sotuelamos) cuyo régimen está regulado por el acuífero. En general, la red de drenaje está poco desarrollada y presenta un encajamiento casi constante en todos los valles por la presencia de un nivel de base impermeable. Se observan valles encajados que se asemejan a cañones cársticos y pequeñas cabezas cársticas de poco desarrollo. Los ríos se adaptan a los sistemas de fracturación y de diaclasado mostrando varias direcciones principales: NO-SE, OSO-ENE, y otra, de menor importancia, aproximadamente N-S. Esta red fluvial, que nace en el páramo y que vierte a las cuencas del Guadiana, Guadalquivir y Júcar, dife-

rencia en el acuífero varias unidades hidrológicas. Por último, existe otra importante surgencia, la que subterráneamente pasa al acuífero de la Llanura Manchega al norte de la zona de estudio.

El Campo de Montiel puede clasificarse como un acuífero de flujo difuso. La relativamente baja solubilidad de las dolomías implica una escasa actividad de disolución, por lo que el flujo no se concentra en conductos de gran tamaño, hay pocas cuevas y las que existen están desconectadas entre sí. Lo que parece claro es que el entramado de fracturas que afecta al acuífero ejerce un control en su funcionamiento. El hecho de que se trate de rocas calcáreas con abundante fracturación permite que presenten una elevada porosidad secundaria, aumentada por los fenómenos de disolución provocados por las aguas subterráneas al ensanchar las fracturas y los planos de estratificación originales. La permeabilidad está condicionada por la ubicación de los conductos o fisuras, los cuales dependen a su vez de los cambios laterales de facies, la permeabilidad inicial o la existencia de fracturas ensanchadas por fenómenos de disolución, por lo que el acuífero suele presentar gran anisotropía. Así, la captación de aguas subterráneas es problemática, existiendo grandes diferencias en cuanto a la eficiencia de pozos situados a escasa distancia entre sí. Teóricamente, las zonas en las que se concentran las fracturas, y donde aumentan sus intersecciones, debe-

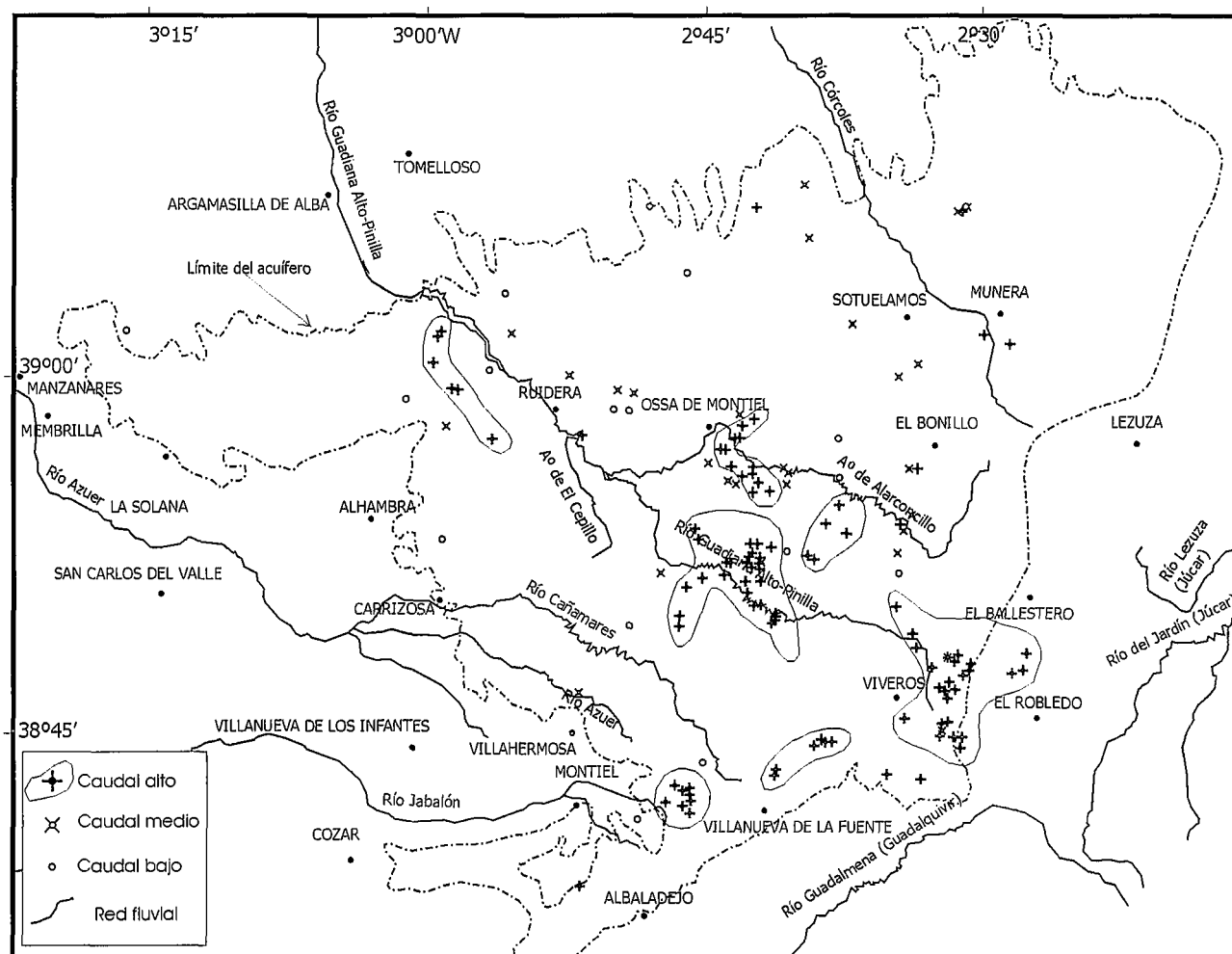


Figura 5.- Mapa de situación de los pozos que explotan el acuífero y eficiencia de los mismos.

rían ser las más productivas puesto que su permeabilidad debe ser mayor como consecuencia de su disolución más favorable; sin embargo, esto no sucede siempre así. En la figura 5 se han representado los pozos explotados en el acuífero, indicando su eficiencia; puede apreciarse cómo los más productivos se concentran en ciertas áreas: cabecera de las Lagunas de Ruidera, sur y sureste del acuífero, y oeste del Embalse de Peñarroya. Aunque algunas de éstas parecen tener una estrecha relación con zonas de fractura (zona sur y algunos pozos de la zona sureste y de la cabecera de las lagunas), otras no la tienen. Concretamente, la cabecera de las lagunas (el área, en conjunto, más productiva) es una zona muy fracturada, pero los pozos y manantiales se ubican fuera de las fracturas cartografiadas; lo que parece ocurrir es que existen numerosas fracturas de pequeño tamaño, no cartografiadas, que hacen muy permeable al conjunto del medio rocoso. Al norte y oeste hay zonas fracturadas que, sin embargo, son totalmente improductivas; en este caso parece que el acuífero presenta una fracturación muy localizada y no se produce flujo fuera de las fracturas por tratarse de bloques impermeables. También cabe la posibilidad de que las zonas en las que la eficiencia de los pozos es mayor estén relacionadas con fracturas más penetrativas, no cartografiadas, ya que muchas de estas zonas presentan una dirección NO-SE.

La transmisividad del acuífero, estimada sobre la base de numerosos datos de caudal específico, presenta importantes variaciones. Los valores más altos se dan en la cabecera de las Lagunas de Ruidera y al sureste del Campo de Montiel, con valores de 500 a 2.000 m²/día, pudiendo alcanzar los 6.000 y 7.000 m²/día puntualmente; en las zonas norte, oeste y suroeste del acuífero se dan transmisividades mucho menores, entre 10 y 100 m²/día. Coinciden los valores más altos con aquellas zonas donde se llevan a cabo las máximas extracciones, mientras que los más bajos se dan en áreas en las cuales se han abandonado la mayor parte de los pozos. Como se aprecia en el plano de isopiezas (realizado -Montero, 1994- con más de 500 puntos de agua en 1987, Fig. 3) las principales direcciones de flujo coinciden con los ríos y arroyos. El gradiente hidráulico presenta una gran variabilidad relacionada con la distribución de transmisividades en las distintas zonas del acuífero. Así, tanto en la cabecera de las lagunas como al sur de acuífero los gradientes son muy suaves, coincidiendo con la alta transmisividad que puede predecirse de los excelentes resultados de la mayoría de los pozos. Sin embargo, el margen occidental del Guadiana Alto, el área comprendida en el triángulo Ossa de Montiel-El Bonillo-Munera y el límite norte del acuífero, entre otras, son zonas con fuertes

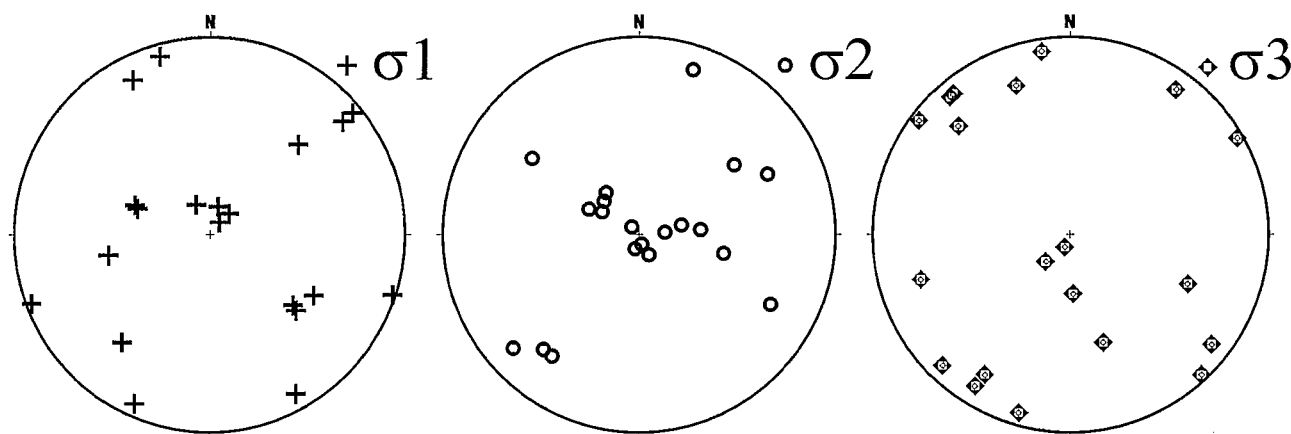


Figura 6.- Disposición espacial de los ejes principales de esfuerzos deducidos a partir de una población de 306 planos de fallas estriados medidos sobre materiales de edad jurásica (Proyección de Wulff, hemisferio inferior). Nótese el carácter coaxial de los mismos, la tendencia a la bimodalidad en su disposición, y el carácter preferentemente compresivo del *campo bético*.

gradientes hidráulicos y bajas transmisividades como lo demuestra la escasa productividad de los pozos.

Se aprecia una alineación general de las isopiezas en dirección NO-SE (Fig. 3), al igual que ocurre con el flujo superficial. Observando las figuras 3 y 4 (isopiezas y fracturas), y considerando otras deformaciones tectónicas, puede concluirse que la mayor parte de los gradientes hidráulicos elevados podrían relacionarse con deformaciones tectónicas de cierta importancia. Así, se observan dos zonas de umbral con una dirección NO-SE a ambos lados del área de descarga del Guadiana Alto. La primera se extiende entre El Bonillo y Ossa de Montiel, su flanco SO, de elevado gradiente hidráulico, coincide con una zona de fractura inverso-direccional de orientación NO-SE/ONO-ESE (detectada también en los trabajos geofísicos del ITGE, 1990), a favor de la cual suceden (al NE) algunas de las mayores cotas de la altiplanicie; este umbral piezométrico coincide además con un umbral de Triásico. El segundo umbral piezométrico, más suave y peor definido, se sitúa al noreste de Carrizosa; en este caso el gradiente es más regular y parece estar asociado a la Zona de Fractura de Carrizosa-Alhambra (Fig. 1) y de otras dispuestas OSO-ENE.

El estudio de la geometría del acuífero mediante el análisis de numerosas columnas litológicas y de investigaciones geofísicas previas, ha permitido detectar varios umbrales triásicos que separan zonas del acuífero y crean unidades hidrogeológicas que se comportan con casi total interdependencia entre sí (Montero, 1994 y 2000). Los umbrales triásicos impermeables de mayor envergadura detectados en el acuífero (Fig. 2) se encuentran en la franja Villahermosa-Viveros (Fig. 1), a lo largo de las Lagunas de Ruidera (principalmente al este de las lagunas de San Pedro y Colgada), al norte y noroeste de Ossa de Montiel y en los alrededores de El Bonillo. Todos ellos pueden relacionarse con fracturas, unos por situarse en zonas de intensa fracturación (franja Villahermosa-Viveros o Lagunas de Ruidera), otros por estar circunscritos por fracturas de cierta envergadura (Laguna de San Pedro o sur de El Bonillo), y otros por encontrarse alineados según las directrices tectónicas principales (noroeste y norte de Ossa

de Montiel y alrededores de El Bonillo, según una dirección NO-SE; Laguna de San Pedro y norte de Ossa de Montiel, según una dirección OSO-ENE). El umbral Villahermosa-Viveros divide el Campo de Montiel y crea hacia el sur un pequeño acuífero, prácticamente aislado, cuyo drenaje se produce a través de los manantiales situados en el contacto entre los materiales permeables del Jurásico y los impermeables del Triásico Superior. En esta zona del acuífero existe un importante espesor de materiales permeables por debajo del nivel de drenaje, lo cual permite el almacenamiento del agua subterránea. Estas características, junto con la elevada transmisividad del acuífero, permiten la extracción de caudales elevados en los pozos; sin embargo, la altitud a la que se encuentran los manantiales sobre la base impermeable hace que escasos metros de descenso del nivel piezométrico dejen secos o mermen el caudal de los manantiales.

En el valle del Guadiana Alto, los manantiales no están asociados al contacto Jurásico-Triásico, sino que se originan al cortar la topografía al nivel piezométrico. Por ello, los manantiales situados a cotas topográficas elevadas se secan al descender el nivel del agua en el acuífero, lo cual disminuye las aportaciones que, en condiciones normales, reciben las lagunas Blanca y Concejo (Lagunas de Ruidera). Cuando esto ocurre se produce un debilitamiento de la conexión hidráulica entre las lagunas, reduciéndose los caudales transferidos a valores inapreciables. Todas estas consideraciones parecen indicar que el acuífero dispone de cierta capacidad de almacenamiento, tanto en el sur (donde los manantiales están condicionados por la disposición geológica de los materiales) como en el norte (donde es la topografía la que ejerce el control sobre los puntos de drenaje). En determinadas zonas del acuífero, la propia estructura geológica, la existencia de fracturas que elevan el fondo impermeable o la erosión de los valles permiten la existencia de manantiales a la cota del nivel impermeable, tal y como parece ocurrir en las proximidades del manantial de Pinilla o en el límite occidental del acuífero. En estas zonas, los manantiales presentan un régimen relativamente regularizado, manteniendo sus caudales prácticamente constantes a lo largo del año.

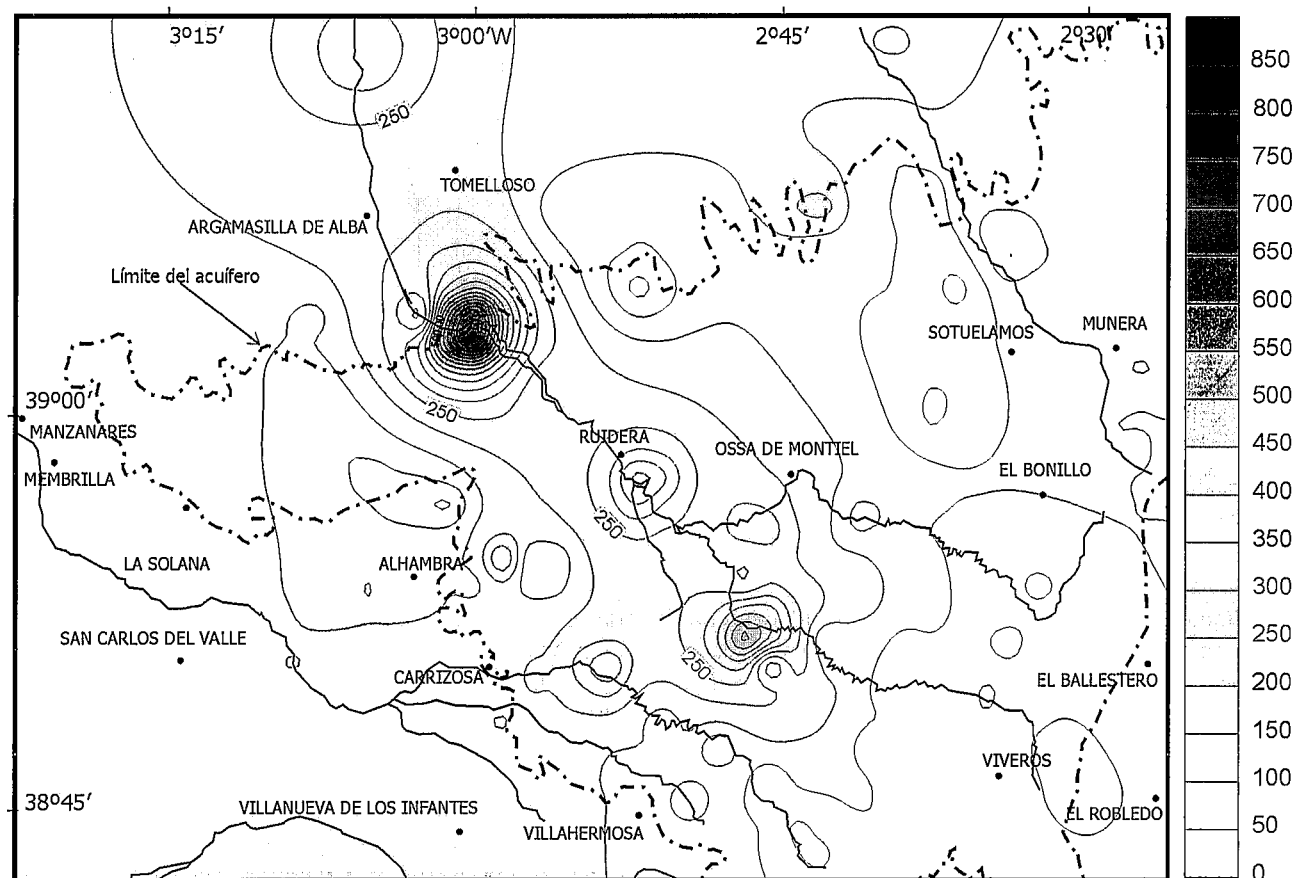


Figura 7.- Aplicación del índice de longitud-gradiente del cauce (Keller y Pinter, 1996) a parte del área de trabajo. Los valores máximos (tonos oscuros) indicarían probables zonas de actividad tectónica reciente ligadas a fracturas OSO-ENE y NO-SE.

Deformación dúctil y frágil en el Campo de Montiel

Como ya se ha comentado, de un modo tradicional se ha asociado a la unidad del Campo de Montiel con una cobertera mesozoica tabular apenas deformada. Sin embargo, estudios geofísicos, estructurales e hidrogeológicos realizados en la última década indican una deformación mucho más intensa. La interpretación de sondeos eléctricos verticales (S.E.V.) y sondeos electromagnéticos (S.E.D.T.) realizados en la altiplanicie han permitido (ITGE, 1990) alcanzar conclusiones interesantes acerca de la estructura del Campo de Montiel: a) predominio de una fracturación orientada preferentemente NO-SE/NNO-SSE y OSO-ENE (no descartan una tercera familia principal de fracturas orientada hacia SSO-NNE); b) distinción entre “fallas de superficie” y “fallas de zócalo”; y c) confirmación de la presencia de directrices de plegamiento locales N-S/NNO-SSE y regionales ENE-OSO. Dado que el propósito de ese trabajo era la evaluación de los recursos hídricos potenciales de la unidad hidrogeológica, no abordaron entonces la génesis de este entramado estructural, pero sí intuyeron un posible origen tectónico para explicar la existencia de cinco subdivisiones principales de aquella.

Más recientemente, uno de los autores (Rincón, 1999) se ha ocupado de caracterizar y de cuantificar la deformación frágil y dúctil del Campo de Montiel, comparando tales resultados con el funcionamiento hidrogeológico de

la unidad. Ya en Rincón *et al.* (1996a) se avanzaron los primeros resultados logrados tras la consideración conjunta de la geología estructural y de la hidrogeología para este sector. En este trabajo más reciente se caracterizó tal deformación utilizando técnicas propias del análisis estructural y del análisis morfotectónico. En términos generales, la deformación del antepaís de las Cordilleras Béticas se inscribiría en un campo compresivo intraplaca (*campo bético*) derivado del borde prebético. Las estructuras activas principales en este campo se corresponden con flexuras de la corteza (con una expresión frágil en superficie), dentro de un proceso de *buckling* litosférico, que se orientan perpendiculares a la máxima compresión horizontal (S_{Hmax}) regional dispuesta hacia N120°-140°E (Fig. 4). Esta orientación es subparalela al “*slip vector*” o vector de convergencia entre África y la Península Ibérica propuesto por Dewey *et al.* (1989) para el periodo Mioceno superior-Actualidad (< 9 Ma). Se trata por tanto de una transmisión atenuada de los esfuerzos tectónicos desde el borde de la placa. Además de estas flexuras la deformación intraplaca se resuelve en la reactivación de zonas de fractura, principales y secundarias, orientadas hacia OSO-ENE, NO-SE y SSO-NNE; adaptándose la fisiografía a este contexto estructural.

La conclusión inicial que se obtuvo en aquel estudio, una vez surgieron los primeros resultados, fue que el modo de atenuación de la deformación sobre la altiplanicie del Campo de Montiel era complejo, no siendo posible definir

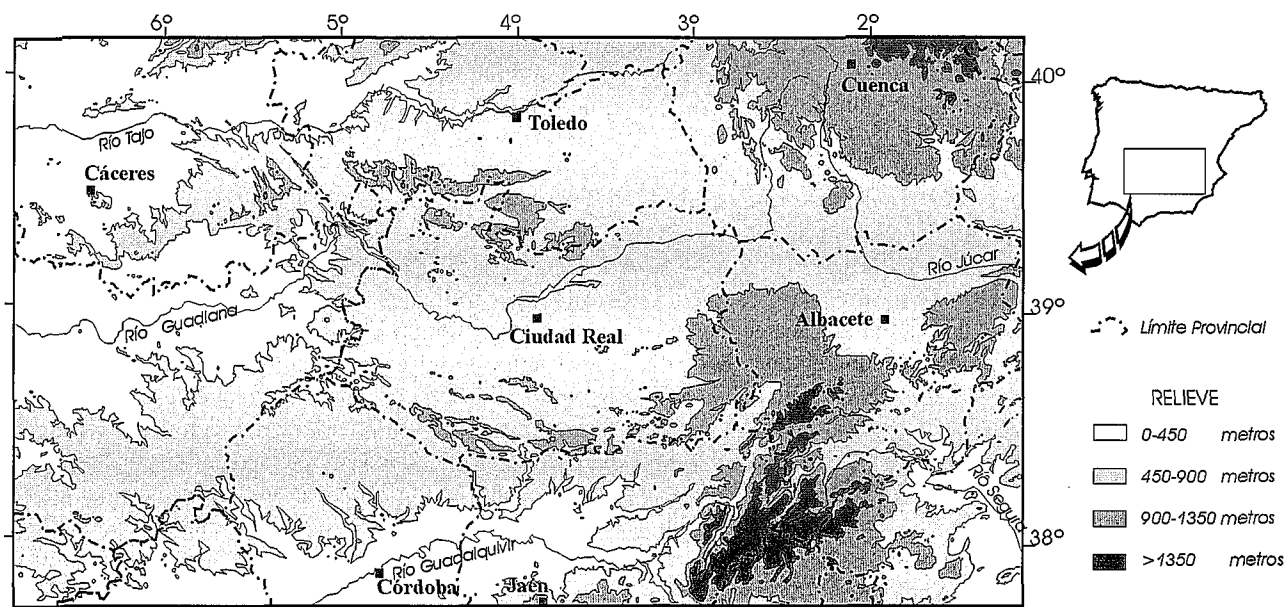


Figura 8.- Mapa topográfico de parte del Antepaís Bético mostrando la alternancia de elevaciones y depresiones dispuestas aproximadamente ENE-OSO, coherente con la atenuación del *campo bético*.

un único comportamiento homogéneo. En este contexto estructural, definido mediante el análisis de planos de falla estriados (306 datos) y diaclasas (425 datos), son factibles permutaciones coaxiales de los tres ejes principales de esfuerzo (Fig. 6). También son evidentes acomodaciones de la deformación intraplaca a discontinuidades estructurales principales para su atenuación en la comarca del Campo de Montiel. Otra conclusión básica fue el predominio de las fallas de tipo direccional-normal (25,6%), siguiéndole en frecuencia (por este orden) fallas direccionales puras (18,9%), direccionales-inversas (17,3%), inverso-direccionales (10,7%), inversas puras (10,3%), normales puras (9,4%) y normal-direccionales (8,1%).

En general, para el Antepaís Bético (dentro del cual se inscribe el Campo de Montiel) hay un predominio de fracturas direccionales y la existencia minoritaria de fallas normales e inversas consecuentes (Rincón, 1999), lo cual significaría que sobre el antepaís ha incidido (durante el periodo neotectónico) una deformación *compresiva en régimen de desgarre*: el *campo bético*. Sin embargo, en el Campo de Montiel el tensor de esfuerzos regional (*campo bético*) se resuelve de un modo más compresivo que en el resto. Así, en el antepaís, el eje de esfuerzos principal σ_3 se sitúa mayoritariamente en la horizontal, mientras que los ejes σ_1 y σ_2 permutan sus posiciones tanto en la horizontal como en la vertical de un modo coaxial. Sin embargo, en el Campo de Montiel el eje principal σ_3 es capaz de disponerse vertical o subverticalmente (Fig. 6). Los planos de falla se activan de maneras diferentes según sea su orientación con respecto a la disposición espacial de la *máxima compresión horizontal*. Esta cuestión incide también en el carácter (tipo "I" o "II"; *sensu* Hancock, 1985) de los planos de diaclasado; condicionando la disposición espacial de las fallas y las diaclasas (tal y como se mostrará a continuación) y el sentido superficial y subterráneo del flujo del agua.

Las conclusiones del análisis de estructuras de plegamiento medidas sobre los materiales carbonatados liási-

cos de la cobertera de Montiel son también interesantes desde el punto de vista hidrogeológico. Se han definido dos orientaciones preferentes para los pliegues, que condicionan (en mayor o menor grado según sea la magnitud del plegamiento) el sentido de flujo del agua. Aquellos pliegues cuyos ejes están orientados ~ENE-OSO o E-O evidenciarían la atenuación más superficial, decreciente hacia el NO, del proceso de indentación del Frente Prebético ("amortiguación" de los frentes cabalgantes del Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín). Por otro lado, las estructuras de plegamiento con sus ejes dispuestos de un modo subparalelo, por ejemplo, a la discontinuidad de Ruidera (Fig. 1) podrían suponer "pliegues escalonados" (*sensu* Nicolas, 1987). Se trataría de pliegues no cilíndricos que aparecen sobre una cobertera, encima de una zona de cizalla que afecta al basamento. Asumiendo este doble origen, es posible explicar la existencia de figuras de interferencia de pliegues más o menos complejas (observables, por ejemplo, en el margen derecho de las Lagunas de Ruidera), favorecidas por procesos halocinéticos que afectan a las facies evaporíticas triásicas y que también condicionan el sentido de flujo subterráneo del agua al crear divisiones internas en el acuífero.

Una observación sucinta de la localización de los epicentros de terremotos indica que la actividad sísmica fuera del Orógeno Bético, en el antepaís, se concentra en esta altiplanicie manchega y en el resto de zona frontal del Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín. El análisis de mecanismos focales de terremotos para este sector del Antepaís Bético (Giner-Robles, 1996; Rincón *et al.*, 1996b; Rodríguez-Pascua, 1997) proporciona conclusiones tensoriales coherentes con las ofrecidas por el *campo bético*. Así, los sismos tienden a disponerse en el antepaís dentro de una banda o "corredor" que atraviesa el límite provincial de Ciudad Real y Albacete, y que tiene su origen en la estructura prebética del Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín. Ya se ha comentado que mediante el análisis poblacional de fa-

llas y de diaclasas se caracterizó a este sector del antepaís como uno de los que evidenciaban estados tensoriales locales de esfuerzos más compresivos y donde disminuía la posibilidad de permutación de los tres ejes de esfuerzo principales. Las principales fuentes sismogénicas son fallas (normales y/o inversas) orientadas OSO-ENE y fallas direccionales SSO-NNE (sinistrorsas) y NO-SE/ONO-ESE (dextrorsas). Es en los límites de bandas deformacionales dispuestas hacia NO-SE (limitadas por fracturas orientadas del mismo modo) y en la intersección de éstas con las otras modas preferentes donde tiende a acomodarse la mayor cantidad de eventos sísmicos (Fig. 4). Tal situación sucede mayoritariamente para los límites del Campo de Montiel, en especial para el meridional (el más cercano al Frente Prebético), el occidental (Zona de Fractura de Carrizosa-Alhambra) y el septentrional (zonas de fractura de Alhambra-Ruidera y Carrizosa-El Bonillo). Sucede también en la prolongación hacia el oeste del corredor definido por las zonas de fractura de Alhambra-Ruidera y Carrizosa-El Bonillo, que coincide con los límites de los afloramientos hercínicos de la Antiforma de San Carlos del Valle (Rincón, 1995, Fig. 1), el de los materiales triásicos, y el de los materiales miocenos y pliocenos. Coincide, además, con los codos fluviales definidos por el Arroyo de Alarconcillo desde la localidad de Ossa de Montiel hasta su desembocadura en el Guadiana Alto, y con los codos definidos por los ríos Cañamares y Azuer (Fig. 4). Por tanto, el contexto estructural del sector de intersección entre los límites septentrional y occidental del Campo de Montiel parece condicionar notablemente no sólo al grado de actividad sísmica, sino también a la fisiografía.

De este modo, la fracturación, el plegamiento interno y la actividad sísmica registrada en el Campo de Montiel son coherentes entre sí y consecuentes con la atenuación de un campo deformacional compresivo “en régimen de desgarre”, el *campo bético*, durante el periodo neotectónico (Mioceno superior-Actualidad). No cabe duda de que todos estos elementos estructurales han debido condicionar el funcionamiento de la unidad hidrogeológica.

Análisis de la fisiografía del Campo de Montiel

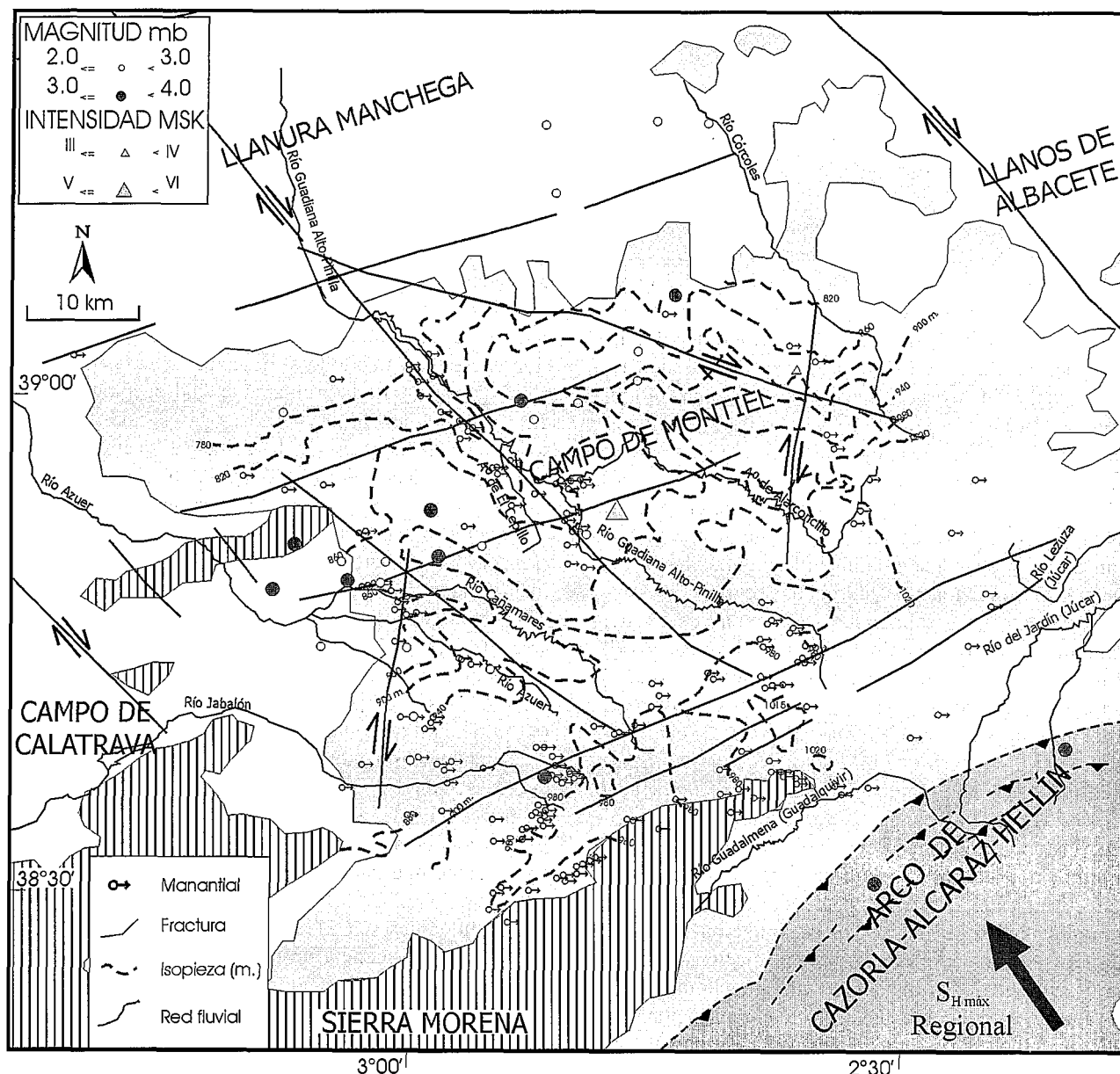
Otro parámetro utilizado en la definición del marco tectónico ha sido el análisis de la fisiografía (red fluvial, relieve y macrolineaciones estructurales) del Campo de Montiel (Rincón, 1999). Éste también ha permitido establecer relaciones entre el marco tectónico y el funcionamiento hidrogeológico. El criterio fundamental seguido durante la realización de este análisis fisiográfico fue que el relieve habría de ser, *S.L.*, sinónimo de deformación reciente.

Analizando estadísticamente la orientación preferente y jerarquizada de los cauces que disectan a la altiplanicie se concluyó que estos se disponen, principalmente, NO-SE. Existen otras modas, secundarias, orientadas ENE-OSO y SSO-NNE. Las orientaciones son independientes de la jerarquía de los cauces, coincidiendo las de los cauces de orden superior e inferior. Estructuralmente, esto se

interpreta asumiendo la existencia en el Campo de Montiel de un número reducido de estructuras aprovechables como “niveles de base” y relacionadas genéticamente entre sí. Al contrastar las conclusiones previas con la distribución espacial preferente de las macro y mesoestructuras frágiles, se concluyó la existencia de una acomodación preferente de los cauces de ríos, arroyos y torrenteras a discontinuidades estructurales (planos de fallas y diaclasas) de penetratividad variable y consecuentes dentro de un entorno generado por una compresión NO-SE: *campo bético*. En este mismo contexto cabe hablar, *S.L.*, de una jerarquización de la red fluvial coherente con una jerarquización similar de directrices estructurales. Destacamos ahora que cualquier modelo tectónico que se proponga ha de resolver, además, el carácter meandriforme de los afluentes del Guadiana en el Campo de Montiel. En este sentido, Ollier (1981) sugiere una explicación tectónica para esta cuestión si se considera la presencia de elevaciones corticales.

La aplicación de *índices geomorfológicos de actividad tectónica reciente* (Keller y Pinter, 1996) fue otro de los medios elegidos para analizar la fisiografía. En concreto, estos índices permiten cuantificar la morfología del terreno y evidenciar posibles asimetrías de las cuencas hidrográficas (relacionables, quizás, con la existencia de determinados condicionantes tectónicos). Su uso evidenció también la existencia de una respuesta clara de la fisiografía del Campo de Montiel ante la incidencia del *campo bético*. Fueron especialmente interesantes los mapas de isovalores obtenidos a partir del uso del *factor de simetría topográfica transversal* (*T*, a escala 1:500.000) y del *índice de longitud-gradiente del cauce* (*SL*; a escala 1:100.000). De nuevo, los resultados de esta cuantificación son coherentes con los del análisis estructural. Así, por ejemplo, las bandas o “corredores” delimitados de manera nítida (Rincón y Vegas, 2000) a partir del índice *T* (definidos por los valores más próximos a la unidad) coinciden con las zonas donde los paleoesfuerzos neotectónicos se han resuelto de un modo más intenso durante los últimos 9 Ma. El mapa obtenido a partir del *SL* (Fig. 7) ha revelado unos valores (adimensionales) máximos muy localizados. Para este índice geomorfológico, valores elevados coinciden con inflexiones bruscas en el perfil longitudinal de los ríos considerados, susceptibles de ser relacionados con estructuras tectónicas. Comprando las figuras 4 y 7, se comprueba la existencia de una relación directa entre estos valores máximos y las fracturas orientadas según OSO-ENE y NO-SE. La acomodación NO-SE es lógica, ya que la propia distribución de la red fluvial define esta tendencia. Mediante el uso de este *índice* parece evidenciarse una actividad tectónica preferente a favor de algunas de estas fracturas OSO-ENE, en su intersección con otras orientadas NO-SE. De la misma manera, la localización preferente de los epicentros de los terremotos también es totalmente coincidente con las alineaciones establecidas con los índices.

La observación de un mapa topográfico de parte del Antepaís Bético (Fig. 8) revela la existencia de elevaciones y depresiones orientadas y jerarquizadas no aleatoriamente. Para las áreas que no están comprendidas dentro de los orógenos Bético e Ibérico, esta estructuración se resume



en alternancias sucesivas de “unidades de relieve” jerarquizadas positivas y negativas orientadas preferentemente OSO-ENE/SO-NE. Las dimensiones de estas unidades son variables, tanto en longitud como en anchura. Dentro de este esquema simple, la articulación de unas unidades con otras es compleja, aumentándose esta complejidad conforme aumenta el orden de jerarquía (conforme disminuyen las dimensiones de la “unidad”). Pues bien, la altiplanicie del Campo de Montiel corresponde a una de estas “unidades de relieve” o flexuras principales, en este caso positiva con respecto a su unidad especular de la Llanura Manchega (depresión). Realmente formaría parte de una unidad flexural (positiva) jerárquicamente superior denominable como “Sierra Morena-Calatrava-Montiel-La Mancha” (Fig. 8). Esta alineación se revela sencilla hacia el sudoeste y compleja hacia el nordeste, donde su terminación parece articularse en dos subramas o apófisis paralelas entre sí pero enfrentadas con respecto al carácter positivo o negati-

vo del relieve: Llanura Manchega vs. Cuenca del Jabalón, y Llanura Manchega vs. Campo de Montiel. Esta situación topográfica de la altiplanicie no es anómala dentro del contexto del Antepaís Bético, siendo coherente la existencia de esas “*unidades de relieve*” jerarquizadas positivas y negativas orientadas preferentemente OSO-ENE/SO-NE con la atenuación del *campo bético* (Rincón, 1999).

Finalmente, una buena manera de contrastar la realidad de las macrofracturas definidas con anterioridad y su expresión geomorfológica fue observar el antepaís mediante ortoimágenes Landsat-TM a escalas 1:500.000, 1:250.000 y 1:100.000. Las lineaciones así definidas para el Campo de Montiel son coincidentes con las pronosticadas por el análisis estructural, el análisis de la red fluvial, o el análisis del relieve. Esto es así porque se ha detectado un predominio de fracturas (lineaciones) dispuestas hacia NO-SE, OSO-ENE y SSO-NNE. Buena parte de las mismas han de condicionar el sentido de flujo superficial y

subterráneo del agua, a la vez que han de representar los cauces potenciales de acomodación preferente de la deformación neotectónica: *campo bético*.

Conclusiones. Marco tectónico de la unidad hidrogeológica del Campo de Montiel

Se han descrito el contexto geológico del Campo de Montiel, las litologías que conforman la cobertera, las características o rasgos estructurales y morfotectónicos y el funcionamiento hidrogeológico del acuífero. Se ha llegado a la conclusión de que la unidad fisiográfica e hidrogeológica del Campo de Montiel (y el antepaís Bético dentro del cual se incluye) ha estado sometida a una deformación compresiva moderada durante todo el periodo neotectónico, coherente con la dinámica última de las placas africana y euroasiática. Por otra parte, se aprecia la existencia de una interrelación considerable entre aspectos estructurales y fisiográficos. Evidentemente, tal relación de interdependencia también ha de existir con respecto a los condicionantes hidrogeológicos.

¿Qué entorno geodinámico sería capaz de explicar conjuntamente, por ejemplo, las permutaciones de los ejes principales de esfuerzo, la existencia de una deformación frágil distribuida, o la coherencia entre cauces fluviales de orden inferior y superior? A tenor de todas las evidencias acumuladas, creemos que un *entorno litosférico flexural* es el más adecuado para explicar toda esta complejidad. Bajo estas condiciones, no sólo el funcionamiento hidrogeológico del sistema acuífero sino la propia existencia de la altiplanicie formarían parte de la expresión geológica más superficial (la más frágil) de este marco tectónico. Aunque es posible la interacción de condicionantes geodinámicos numerosos, parte de la deformación registrable en las áreas de plataforma adyacentes a los límites de placas convergentes ha de asociarse con la transmisión de esfuerzos compresivos horizontales hacia el antepaís, a lo largo de grandes distancias y a través del conjunto de la Litosfera. Pensamos (Vegas y Rincón, 1996; Rincón, 1999) que la deformación así generada ha de resolverse en el antepaís Bético mediante la génesis de flexuras de la totalidad de la Litosfera, con distintas longitudes de onda, y por medio de la reactivación de discontinuidades corticales preexistentes orientadas de un modo favorable con respecto al vector de convergencia definido por la dinámica de las placas (Ziegler *et al.*, 1995).

El entorno flexural ha podido estructurarse desde el momento en el cual comenzó el desarrollo del Orógeno Bético. Sin embargo, en nuestra opinión, durante el periodo neotectónico surge o se intensifica un condicionante estructural básico que habrá de favorecer de manera fundamental toda la estructuración del Campo de Montiel: la estructura bética del Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín (Fig. 1). Creemos que a lo largo de todo su frente hubo de intensificarse todo el proceso flexural y de reactivación de discontinuidades, ya que aún en la actualidad tanto el arco como su frente suponen el área de acomodación preferente sobre el Antepaís Bético Castellano de la deformación generada en el límite convergente.

En nuestra opinión, la génesis de los entornos hidrogeológicos del Campo de Montiel y de la Llanura Manchega está estrechamente relacionada entre sí puesto que ambos se han originado durante el episodio deformacional neotectónico que ha incidido en la Cuenca Alta del Guadiana (incluida dentro del Antepaís Bético). Es evidente, a la luz de lo comentado, la importancia que para un estudio estructural neotectónico de un área determinada puede suponer el análisis de las características hidrogeológicas y su posterior contrastación. Dentro de sus limitaciones, la "hipótesis flexural" propuesta para intentar caracterizar el modo en el cual se ha atenuado la deformación neotectónica en todo el Antepaís Bético permite explicar gran parte de la problemática hidrogeológica estudiada durante las últimas décadas. Hasta ahora, numerosos trabajos habían descrito las principales características de ambas unidades hidrogeológicas, si bien apenas se incidía en su entorno tectónico. Así, por ejemplo, el análisis del funcionamiento hidrogeológico del acuífero (Montero *et al.*, 1989; Montero, 1994 y 2000) ha considerado la influencia antrópica pero nunca, hasta ahora, se había estudiado el origen y la orientación de umbrales, divisorias y áreas de drenaje. Las futuras modelizaciones de los sistemas acuíferos debieran considerar la anisotropía que representan las principales zonas de fracturación y la naturaleza flexural del entorno regional.

Tampoco hasta ahora se había abordado la razón de la jerarquización de la red hidrográfica, sobre la base de criterios estructurales e hidrogeológicos, no ya sólo del Campo de Montiel, sino de toda la Cuenca Alta del Guadiana. Es evidente que parte de las continuas "apariciones" y "desapariciones" de los cursos fluviales tienen una explicación litológica sencilla de carácter general, pero también son consecuencia de unas condiciones tectónicas (neotectónicas) determinadas. En definitiva, el intento de contrastación de datos hidrogeológicos y estructurales ha sido muy positivo.

En este contexto, y a modo de resumen, pensamos que los entornos hidrogeológicos del Campo de Montiel y de la Llanura Manchega (las unidades fisiográficas en las que se inscriben), coincidirían con la expresión más superficial de un escenario cortical flexural. Así, el Campo de Montiel representaría una flexura positiva mientras que la Llanura Manchega, al norte, lo sería negativa. La morfología de ambas unidades hidrogeológicas, así como sus subdivisiones hidrogeológicas internas, el sentido de flujo subterráneo del agua, la disposición espacial de los manantiales, o la estrecha relación existente entre aguas superficiales y aguas subterráneas, tendrían un condicionamiento tectónico claro (Fig. 9). Hay, además, un encajamiento de los cursos fluviales a favor de discontinuidades estructurales principales (fallas y/o diaclasas) coetáneas con los eventos deformacionales o reactivadas por estos: procesos de carstificación claramente condicionados por el contexto tectónico. Finalmente, bajo esta propuesta flexural también cabe una explicación al carácter endorreico o semiendorreico de la Cuenca Alta del Guadiana, propia de una superficie "irregular" e "inmadura", estructurada en épocas recientes: *sucesivas flexuras* (con longi-

tudes de onda diversa y con una expresión frágil en superficie) *antiformales* y *sinformales*. Tendría sentido tectónico, además, la capacidad de descarga del acuífero del Campo de Montiel (como consecuencia de su morfología flexural y del modo según el cual éste se resuelve en superficie) hacia tres grandes cuencas hidrográficas diferentes, así como la capacidad de colector principal de la Cuenca Alta del Guadiana del acuífero de la Llanura Manchega. Parece evidente asignar un origen tectónico (neotectónico) a la divisoria entre estas tres grandes cuencas hidrográficas: divisoria dinámica "remontada" sobre todo por la Cuenca del Guadalquivir.

Referencias

- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. y Knott, S.D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. En: *Alpine Tectonics* (M.P. Coward, D. Dietrich, y R.G. Park, Eds.) *Geological Society Special Publications*, 45: 265-283.
- Giner-Robles, J.L. (1996): *Análisis neotectónico y sismotectónico en el sector centro-oriental de la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid; 268 p.
- Hancock, P.L. (1985): Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7: 437-457.
- I.G.M.E. (1971): Mapa de síntesis de sistemas acuíferos de España Peninsular, Baleares y Canarias". Contribución al Decenio Hidrogeológico Internacional. En: Programa "Mapa Hidrogeológico Nacional", incluido dentro del Plan Nacional de Minería.
- I.G.M.E. (1980): Actualización y ampliación del conocimiento de los sistemas acuíferos nº 19 y 24, Sierra de Altomira y Campo de Montiel, y su relación con el sistema 23, Mancha Occidental. Informe 32.131 (13 tomos). Madrid.
- I.G.M.E. (1986): Actualización y ampliación del conocimiento de los sistemas acuíferos nº 19 y 24, Sierra de Altomira y Campo de Montiel, y su relación con el sistema 23, Mancha Occidental. Informe 32.131 (13 tomos). Madrid.
- I.T.G.E. (1990): Proyecto de mejora e infraestructura hidrogeológica del sistema 24, "Campos de Montiel", para la evaluación de los recursos hídricos subterráneos 1989-1990. Dos volúmenes, Madrid.
- Keller, E.A., Pinter, N. (1996): Geomorphic indices of active tectonics. En: *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall. 121-147.
- Montero, E., Marínez-Alfaro, P.E. y López-Camacho, B. (1989): Influencia de las extracciones de agua subterránea en el Campo de Montiel sobre el Parque Natural de las Lagunas de Ruidera. En: *La sobreexplotación de acuíferos*, Almería. 397-411.
- Montero, E. (1994): *Funcionamiento hidrogeológico del sistema de las Lagunas de Ruidera*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid; 275 p.
- Montero, E. (2000): *Contribución al estudio de la geometría y los límites del acuífero del Campo de Montiel*. Instituto de Estudios Albacetenses "Don Juan Manuel", Excma. Diputación Provincial de Albacete. 177 pp.
- Nicolas, A. (1987): *Principios de Tectónica*, Masson. 185 p.
- Ollier, C. (1981): Drainage patterns, rivers and tectonics. En: *Tectonics and Landform*. 161-177.
- Rincón, P.J. (1995): *La deformación hercínica y alpina en la región nor-oriental del Campo de Calatrava (Sierras de Siles y de San Carlos del Valle: NE de Ciudad Real)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid; 230 pp.
- Rincón, P.J., Montero, E. y Vegas, R. (1996a): Condicionantes estructurales de la unidad hidrogeológica del Campo de Montiel (provincias de Ciudad Real y Albacete). *Geogaceta*, 20 (6): 1274-1276.
- Rincón, P.J., Giner-Robles, J.L., Vegas, R. y De Vicente, G. (1996b): Sismicidad en el Antepaís de las Cordilleras Béticas orientales: determinación del tensor de esfuerzos actual. *Geogaceta*, 20 (4): 932-935.
- Rincón, P.J. y Vegas, R. (1996): Neotectónica en el Antepaís Castellano de las Cordilleras Béticas orientales. *Geogaceta*, 20 (4): 929-931.
- Rincón, P.J. y Vegas, R. (2000): Aplicación de índices geomorfológicos de actividad tectónica reciente en el antepaís Bético. *Geogaceta*, 27: 139-142.
- Rincón, P.J. (1999): *Análisis de la deformación incidente durante el periodo neotectónico en el Antepaís Bético (España Central): implicaciones morfoestructurales y origen del volcanismo reciente del Campo De Calatrava (contrastación con otros entornos ígneos)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid; 624 p.
- Rodríguez-Pascua, M.A. (1997): Paleosismicidad en emplazamientos nucleares: Estudio en relación con el cálculo de la peligrosidad sísmica. Consejo de Seguridad Nuclear, Colección "Otros Documentos", 3. 286 p.
- Vegas, R. y Rincón, P.J. (1996): Campos de esfuerzos, deformación alpina y volcanismo neógeno-cuaternario asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España Central). *Geogaceta*, 19: 31-34.
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S. y van Wees, J.D. (1995): Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252: 7-59.

Manuscrito recibido el 18 de mayo de 2001

Aceptado el manuscrito revisado el 22 de octubre de 2001